doi: https://dx.doi.org/10.22067/jgrd.2022.68440.1008

مقالهٔ پژوهشی

مجلّهٔ جغرافیا و توسعهٔ ناحیه‌ای، سال بیستم، شمارهٔ ٤، زمستان ١٤٠١، شمارهٔ پیاپی ٤١

الگوهای گردشی تراز دریا و ارتباط آن‌ها با رودخانه‌های جوی تأثیرگذار بر بارش‌های شدید ایران

امین‌الله قهرمانی (دانشجوی دکتری آب و هواشناسی، دانشگاه رازی، کرمانشاه، ایران)

aghclima21@gmail.com

حسن ذوالفقاری (دانشیار آب و هواشناسی، دانشگاه رازی، کرمانشاه، ایران، نویسندهٔ مسئول)

hasanzolfaghari45@gmail.com

جعفر معصوم‌پور سماکوش (دانشیار آب و هواشناسی، دانشگاه رازی، کرمانشاه، ایران)

j.mclimate27@gmail.com

صص ٦٦ ـ ٣٩

چکیده

پژوهش حاضر با هدف شناسایی الگوهای مؤثر گردشی تراز دریا در تشکیل رودخانه‌های جوی انجام شد که رطوبت پهنه‌های آبی بزرگ را به مناطق دوردست در خشکی‌ها می‌رسانند و باعث بارش‌های شدید در ایران نیز می‌شوند. بارش‌های شدید ایران براساس صدک نودم، از ژوئن ١٩٨٨ تا می ٢٠١٨ استخراج شدند و ٩٤٠ روز رخداد رودخانه‌های جوی توسط شار رطوبت مستخرج از مؤلفه‌های رطوبت ویژه، باد مداری و نصف‌النهاری شناسایی شدند. داده‌های فشار تراز دریا در روزهای مذکور در ماتریسی به ابعاد ٩٤٠ در ٨٩٩١ (٨٩٩١ یاخته در ٩٤٠ روز) با آرایه S، به روش چرخش واریماکس تحلیل مؤلفه‌های اصلی شد و ١٣ مؤلفه اصلی به دست آمد. این ١٣ مؤلفه، ورودی‌های تحلیل خوشه‌ای سلسله مراتبی وارد قرار گرفتند که درنهایت، ١٠ تیپ گردشی هوا در قالب ٥ تیپ اصلی مشخص شد. تیپ‌ها براساس وضعیت فشار غالبشان به تیپ‌های کم‌فشارهای جنوبی و پرفشارهای شمالی (A)،

تاریخ دریافت: ١٣٩٩/١٠/١٥ تاریخ تصویب: ١٣٩٩/١٢/٢٥

پرفشار قوی آزور و کم‌فشار اسکاندیناوی (B)، کم‌فشارهای ایسلند و اسکاندیناوی و پرفشارهای سیبری و غربی (C)، کم‌فشار قوی شمالی و پرفشارهای قوی شرقی و غربی (D) و تیپ پرفشار قوی سیبری-کم‌فشار قوی سودانی (E) نام‌گذاری شدند. نتایج نشان داد، رودخانه‌های جوی مؤثر بر بارش‌های شدید ایران عمدتاً در فصل سرد و به‌ویژه در ماه مارس به بیشینه فراوانی خود می‌رسند. از نظر توزیع مکانی نیز دامنه‌های غربی زاگرس به‌ویژه جنوب غرب کشور تحت‌تأثیر این پدیده‌اند. رودخانه‌های جوی عمدتاً در تیپ‌های A1، A2، A3، C2، E1 و E2 با ۵۰ درصد رخدادها، تحت‌تأثیر کم‌فشار سودانی قوی و نسبتاً قوی و در تیپ‌های دیگر نیز با قدرت کمتر، رطوبت منابع آبی بزرگ را به ایران می‌رسانند و باعث بارش‌های شدید می‌شوند. از طرف دیگر، حضور پرفشار سیبری و تبت در بیشتر تیپ‌ها مشاهده می-شود که در برخی تیپ‌ها تا ایران گسترش داشته است. پرفشارهای غربی نیز در تیپ‌های B1، C1، D1 و D2 تأثیرشان را بر ایران نشان می‌دهند. همچنین تأثیر کم‌فشارهای جنوبی ازجمله سودانی و همگرایی دریای سرخ که عمدتاً از روی دریای سرخ و خلیج‌فارس تقویت می‌شوند و به‌سوی ایران می‌آیند، مشهود است. به‌طورکلی، وجود پرفشارهای شرقی و غربی و گسترش آن‌ها در عرض‌های میانی و کم‌فشارهای قوی در عرض‌های بالایی به همراه کم‌فشارهای ضعیف تا قوی در عرض‌های پایینی منطقه موردمطالعه، در تمامی تیپ‌های گردشی، نشانگر نقش برجسته‌تر دو منشأ رطوبت اطلس شمالی و بخش شمالی اقیانوس هند بود که باعث تأمین و تقویت رطوبت رودخانه‌های جوی شدند.

کلیدواژه‌ها: تیپ‌ها و الگوهای گردشی تراز دریا، رودخانه‌های جوی، بارش‌های شدید، تحلیل خوشه‌ای، ایران

۱. مقدمه

تعادل انرژی، رطوبت و حرکت ویژگی مهمی است که به زمین در حفظ تغییرپذیری طبیعی آب و هوایی کمک می‌کند. این تعادل از طریق انتقال رطوبت، انرژی و حرکت (تکانه) از خط استوا به قطب ها حفظ می‌شود؛ درنتیجه گرادیان درجه حرارت استوا به قطب به‌دلیل

گرم شدن ناهموار سطح زمین توسط خورشید رخ می‌دهـد (نایـاک و ویلـارینی[1]، ۲۰۱۷) کـه مـی‌توانـد از یـک طـرف بـا رخـدادهای شـدید بارشـی مـؤثر در اکوسیسـتم‌ها، کشـاورزی، زیرساخت‌ها و منابع آبی و از طرف دیگر با اثرات پرهزینه آن‌ها بر مخـاطراتی ماننـد سـیل و رانش زمین ارتباط داشته باشد (کوردیورا[2] و همکاران، ۲۰۱۹، ص. ١٤٩٩).

اصطلاح رودخانه‌های جوی[3] که اولین بـار زو و نویـل[4] (١٩٩٤) مطـرح کردنـد، مکانیسـم کلیدی در مقیاس سینوپتیک چرخه هیدرولوژیک است که مناطق کم‌عمق (۱ تا ۲/۵ کیلـومتر)، باریک (به‌طور متوسط ۳۰۰ تا ۵۰۰ کیلومتر پهنا) و طویل (حداقل ۲۰۰۰ کیلـومتر) سرشـار از بخار آب هستند (رالف[5] و همکاران، ۲۰۱۷) و بخش بزرگی از انتقال رطوبت مناطق حاره بـه سمت عرض‌های میانه را بر عهده دارند (زو و نویل، ۱۹۹۸؛ رالف و همکاران، ٢٠٠٤؛ جیمنو[6] و همکاران، ٢٠١٤). رودخانه‌های جوی در حوضه‌های اقیانوسـی عرض‌هـای میانـه بیشـتر از خشکی‌ها و سایر عرض‌ها شناسایی می‌شوند (گووان و ولیسر[7]، ۲۰۱۵) و در هر دو لایه مرزی و تروپوسـفر آزاد دارای حجـم زیـادی از بخـار آب هسـتند (رالـف و همکـاران، ٢٠٠٤)؛ به‌طوری‌که ۳۰ تا ۵۰ درصد بارش سالانه و ٦٠ تا ۱۰۰ درصد حوادث شدید بـارش در امتـداد ساحل غربی ایالات‌متحده (رالف و دتینگر[8]، ۲۰۱۲؛ لامجیری[9] و همکاران، ۲۰۱۷) و باران‌های شدید حاشیه غربی قاره‌ها به آن‌ها نسبت داده می‌شود (رالـف و همکـاران، ٢٠٠٦؛ دتینگـر و همکاران، ۲۰۱۱).

1. Nayak & Villarini
2. Cordeira
3. Atmospheric Rivers
4. Zhu & Newell
5. Ralph
6. Gimeno
7. Guan & Waliser
8. Ralph & Dettinger
9. Lamjiri

۲. پیشینهٔ تحقیق

مطالعات مربوط به رودخانه‌های جوی عمدتاً به مناطق غربی آمریکـای شـمالی (دتینگـر و همکاران، ۲۰۱۱؛ نیمن[۱] و همکاران، ۲۰۱۱) و اروپای غربی (لاورز و ویلارینی[۲]، ۲۰۱۳، ایراس باراکا[۳] و همکاران، ۲۰۱٦ و...) معطوف‌اند و در سایر نقـاط جهـان ازجملـه منـاطق مرکـزی و شرقی ایلات‌متحـده (نایـاک و ویلـارینی[٤]، ۲۰۱۷؛ مـاهونی[٥] و همکـاران، ۲۰۱٦) و در منطقـه خاورمیانه (شادمانی، ۱۳۹۵؛ سلیمی، ۱۳۹۵؛ اکبری و همکاران، ۲۰۱۹) کمتر انجام شده‌اند.

مطالعه درباره شناسایی الگوها و تیپ‌هـای گردشـی ایجادکننـده رودخانـه‌هـای جـوی بـه مطالعات اندکی محدود است که از آن جمله می‌تـوان بـه پـژوهش ایـراس براکـا و همکـاران (۲۰۱۸) درباره تیپ‌های هوای فشار تراز دریا و ارتباط آن با رودخانه‌های جوی و سیلاب‌های منطقه گالاسیا در شمال غربی اسپانیا اشاره کرد. آن‌ها به روش لمب[٦] (۱۹۵۵) داده‌هـای فشـار تراز دریا را در رخدادهای رودخانه‌های جوی به‌عنوان تیپ‌های هوا طبقه‌بندی کردند و نشـان دادند که رخدادهای سیل ناشی از رودخانه‌های جوی در منطقه مـذکور بـا تیـپ‌هـای هـوای سیکلونی با جریانات غربی و جنوب غربی مرتبط‌اند که بیشتر در ماه‌های زمستان رخ می‌دهند.

مطالعات زیادی درمورد رخدادهای بارشی و بارش شدید در ایـران وجهـان در ارتبـاط بـا تیپ‌های گردشی انجام شده‌اند. لوند[۷] (۱۹٦۳) برمبنای داده‌های فشـار تـراز دریـا، تیـپ‌هـای هوای منطقه شمال شرقی ایالات‌متحده را به روش همبستگی معـروف خـود طبقه‌بنـدی کـرد. کوتیل و پاز[۸] (۱۹۹۸) شرایط بارش ماهانه فلسطین اشغالی را در ارتباط با الگوهای فشار سطح سطح دریا بررسی کردند. آن‌ها نشان دادند، ماه‌هـای خشـک توسـط حرکـات پرفشـار شـرق مدیترانه یا الگوهای گردشی شرق یا جنوبی بالای مدیترانه و ماه‌های مرطوب توسط حرکـات کم‌فشار شرق مدیترانه و روی این منطقه یا توسط الگوهای گردشـی غربـی یـا شـمال شـرق

1. Neiman
2. Lavers & Villarini
3. Eiras-Barca
4. Nayak & Villarini
5. Mahoney
6. Lamb
7. Lund
8. Kutiel & Paz

مدیترانه مشخص می‌شود. کورته–ریل[1] و همکاران (۱۹۹۹) براساس تحلیل مؤلفه‌های اصلی و الگوی خوشه‌بندی چندهسته‌ای، چهار الگوی گردشی را برمبنای داده‌های روزانه فشار سطح دریا روی شمال شرق اقیانوس اطلس و غرب اروپا شناسایی کردند و دریافتند که فشار سطح دریا با بارش‌های روزانه جنوب پرتغال رابطه دارد. لشکری (۱۳۸۱) سامانهٔ کم‌فشار سودان را در بارش‌های شدید جنوب غرب ایران و جهانبخش اصل و ذوالفقاری (۱۳۸۱) در ۵۰ درصد از سامانه‌هایی که وارد غرب ایران می‌شوند، کم‌فشارهای مدیترانه‌ای را در بارندگی‌های شمال غرب ایران مؤثر دانستند. مفیدی (۱۳۸۳، ۱۳۸٤) مرکز همگرایی دریای سرخ و کم‌فشار سودانی را عامل اصلی ریزش بارش‌های سیل‌آسا و سنگین در ایران معرفی کرد. پرفشار گسترده اروپا–دریای سیاه و کم‌فشار عراق نیز از نظر برخی محققان، مهم‌ترین عامل ریزش بارش‌های سنگین ایران به شمار آمده است (محمدی و مسعودیان، ۱۳۸۳). مفیدی و همکاران (۱۳۸٦) دریافتند، استقرار مرکز پرفشار در غرب دریای خزر و وجود تاوایی منفی روی آن در ترازهای تحتانی جو همراه با جریان‌های شدید و غالب شمالی– جنوبی، از عوامل اصلی ایجاد بارش‌های شدید و حدی پاییزه در الگوهای همدیدی بارش‌زای خزری محسوب می‌شود.

لورنزو[2] و همکاران (۲۰۰۸) با طبقه‌بندی داده‌های فشار تراز دریا در ارتباط تیپ‌های هوای منطقه گالاسیا (شمال غرب اسپانیا) با الگوهای دورپیوندی و بارش، به این نتیجه رسیدند که بارش‌های این منطقه با شاخص نوسان اطلس شمالی در فصل زمستان و شاخص‌های دیگر ازجمله اطلس شرقی در فصول دیگر ارتباط معنادار دارند. قادری و علیجانی (۱۳۸۹) ورود سیکلون‌های غربی، کم‌فشار سودانی در فصل سرد، عقب‌نشینی پرفشار جنب حاره و استقرار کم‌فشار حرارتی در فصل گرم سال را از عوامل اصلی به‌وجودآورنده بارش‌های شدید لارستان دانستند. عساکره و همکاران (۱۳۹۱) نقش سامانه‌های پرفشار شمال غرب دریای سیاه، شمال روسیه–جنب قطبی، شمال غرب اروپا–دریای نروژ، شمال دریای خزر و غرب دریای سیاه–دریای مدیترانه را بر بارش‌های سنگین گیلان مؤثر دانستند. عزیزی و علیزاده (۱۳۹۲) با شناسایی الگوهای گردشی فشار تراز دریا به این نتیجه رسیدند که هرگاه دو هسته پرفشار

1. Corte-Real
2. Lorenzo

قوی در شرق و غرب ایران واقع شوند، باید وقوع بارش‌های سنگین را در ایران انتظار داشت. کورتزی[1] و همکاران (٢٠١٤) دریافتند، بیشتر بارش‌ها در شبه‌جزیره ایبری به‌واسطهٔ تیپ‌های جریانات سیکلونی ایجاد می‌شود و کمتر تحت‌تأثیر جریانات غربی و جنوب غربی است. عزیزی و علیزاده (١٣٩٣) نشان دادند، بارش‌های فراگیر و سنگین ایران را می‌توان در اثر تقویت و هم‌زمانی سه سامانهٔ پرفشار تبت، پرفشار اقیانوس اطلس شمالی و کم‌فشار ایسلند قطبی در تراز دریا شناسایی کرد؛ به‌طوری‌که در این شرایط، گرادیان فشار روی ایران افزایش می‌یابد و با تشکیل یک جو باروکلینیک، بارش‌های فراگیر و سنگین در ایران رخ می‌دهد که بیشینهٔ میانگین آن‌ها روی نواحی مرتفع کوه‌های زاگرس است. محمدی و همکاران (١٣٩٣) با طبقه‌بندی داده‌های فشار تراز دریا و استخراج الگوهای همدید بارش‌های یک‌روزه کردستان به روش تحلیل مؤلفه‌های اصلی و خوشه‌ای نشان دادند، شش الگوی اصلی فشار تراز دریا عامل ایجاد این رویدادها هستند. بلیانی و سلیقه (١٣٩٥)، با طبقه‌بندی داده‌های فشار تراز دریا به روش لوند، الگوهای جوی منجر به بارش‌های سنگین روزانه منطقه شمال خلیج‌فارس (حوضه‌های آبریز حله و مند) را استخراج کردند و نشان دادند، کم‌فشار شرق دریای مدیترانه، دریای سیاه و جنوب دریای خزر از یک سو و شکل‌گیری یک الگوی دوقطبی از پرفشار عربستان با تاوایی منفی در انتقال رطوبت از آب‌های اطراف و منطقه سودان (اقیانوس هند، دریای عرب، خلیج عدن، دریای سرخ و خلیج‌فارس) و همگرایی و همسویی با کم‌فشار شرق دریای مدیترانه و دریای سیاه از سوی دیگر، به‌عنوان عوامل صعود در ایجاد بارش‌های منطقه موردمطالعه نقش دارند.

ازآنجا تاکنون در بررسی رودخانه‌های جوی ایران و حتی خاورمیانه به شناسایی الگوهای گردشی آن‌ها توجه نشده و در مقیاس جهانی نیز کمتر مطالعه شده است، در این مطالعه تیپ‌های هوای حاکم بر رخدادهای رودخانه‌های جوی مؤثر بر بارش‌های شدید ایران که درواقع نماینده الگوهای گردشی خاورمیانه نیز است، مطالعه شده‌اند.

---

1 . Cortesi

۳. روش‌شناسی تحقیق

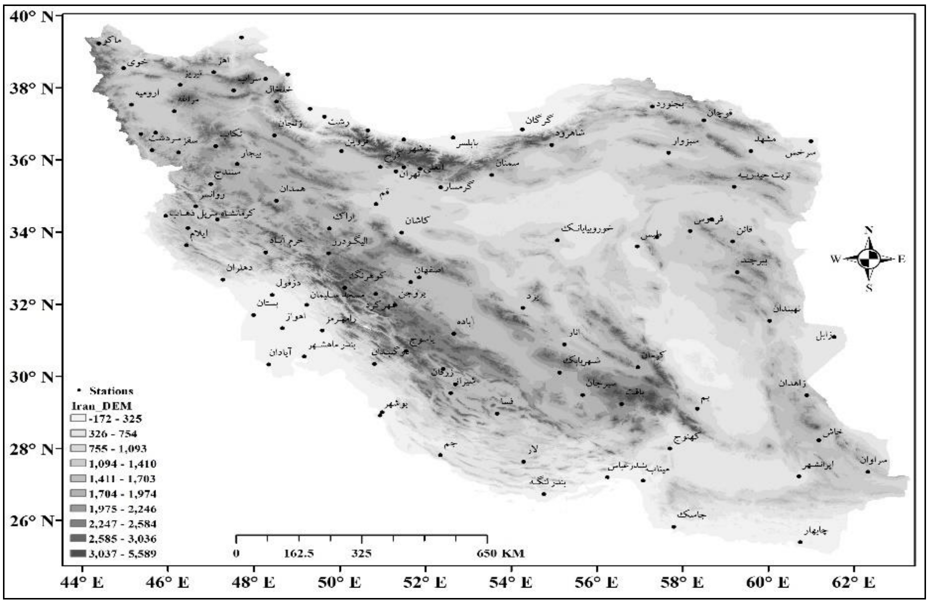
به‌منظور شناسایی تیپ‌های هوای حاکم بر تشکیل و ایجاد رودخانه‌های جوی مؤثر بر بارش‌های شدید ایران، براساس رویکرد محیطی به گردشی (یارنال[1]، ۱۳۸۵، ص. ۱۰) در گام اول، داده‌های بارش ۱۰۰ ایستگاه هواشناسی ایران (شکل ۱) در دوره‌ای سی‌ساله (ژوئن ۱۹۸۸ تا می ۲۰۱۸) از سازمان هواشناسی کشور دریافت شد. سپس روزهای بارشی ایستگاه‌ها (۹٤٤۳ روز)، در دوره مطالعه برمبنای ۰٫۱ میلی‌متر (جهانبخش و ذوالفقاری، ۱۳۸۱، ص. ۲٤۰) از تمامی تاریخ‌ها (۱۰۹۵۷ روز) جدا شدند و با اعمال صدک نودم روی آن‌ها، روزهای بارشی شدید ایران (۳٦۹٤ روز) به دست آمدند.

در گام دوم داده‌های رطوبت ویژه[2]، بادمداری و نصف‌النهاری[3] برای محاسبه شار رطوبت[4] و شناسایی رودخانه‌های جوی در محدوده جغرافیایی ٤۰ درجه غربی تا ۹۰ درجه شرقی و ۰ تا ۷۰ درجه عرض شمالی، در ترازهای جوی ۱۰۰۰ تا ۱۰۰ هکتوپاسکال با شبکه‌بندی ۱ در ۱ درجه قوسی از مرکز اروپایی پیش‌بینی‌های میان‌مدت جو[5] (نسخه Era-Interim) دریافت شد.

با به‌کارگیری داده‌های رطوبت ویژه، بادمداری و نصف‌النهاری در هر سلول شبکه در محدوده مطالعه‌شده از تراز ۱۰۰۰ تا ۱۰۰ هکتوپاسکال، در ۳٦۹٤ روز بارش شدید و به کمک رابطه (۱) با اسکریپت نویسی در محیط نرم‌افزار گردس[6]، انتگرال شار قائم رطوبت به‌طور افقی محاسبه شد. سپس نقشه‌های آن‌ها با در نظر گرفتن حداقل ۲۵۰ کیلوگرم بر متر بر ثانیه به‌عنوان آستانه تشخیص رودخانه‌های جوی (گوان و والیسر (۲۰۱۵) ترسیم شدند:

$$IVT = \sqrt{\left(\frac{1}{g}\int_{1000}^{100} qu\,dp\right)^2 + \left(\frac{1}{g}\int_{1000}^{100} qv\,dp\right)^2} \qquad \text{رابطهٔ (۱)}$$

1 . Yarnal
2. Specific Humidity
3. Zonal and Meridional Wind
4. Moisture Flux
5. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF)
6. The Grid Analysis and Display System (GrADS)



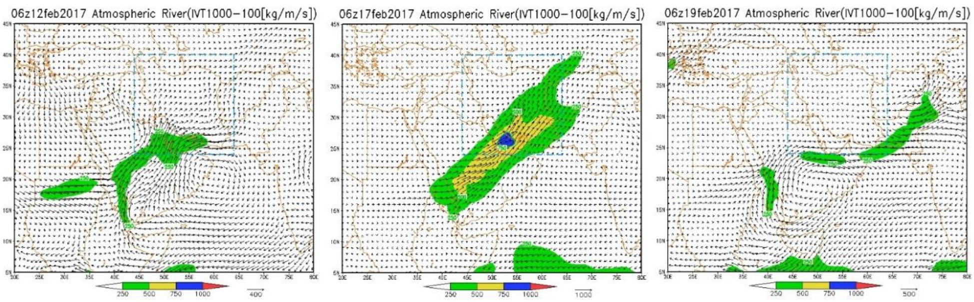
شکل ۱. نقشه پراکندگی ایستگاه‌های منتخب ایران

مأخذ: یافته‌های پژوهش، ۱٤۰۰

در این رابطه، IVT: انتگرال قائم انتقال بخار آب مجموع[1]، q: رطوبت ویژه برحسب g/kg، u و v به‌ترتیب مؤلفه‌های مداری و نصف‌النهاری باد برحسب متر بر ثانیه، g: شتاب گرانش و dp: اختلاف فشار بین دو سطح فشار مجاور است.

پس از آن، با بررسی بصری دقیق ١٤٧٧٦ نقشهٔ انتقال رطوبت مجموع جو (٣٦٩٤ روز در ٤ ساعت ۰، ٦، ١٢ و ١٨) براساس معیار شناسایی رودخانه‌های جوی، در مطالعات زو نویل (١٩٩٨)، رالف و همکاران (٢۰۰٤، ٢۰١٩)، گوان و والیسر (٢۰١٥) (پیوستگی حداقل ٢٥۰ کیلوگرم بر متر بر ثانیه انتقال رطوبت در ابعادی به طول حداقل ٢۰۰۰ و عرض حداکثر ١۰۰۰ کیلومتر در یک جهت براساس پیکان‌های وزش آن‌ها)، ٩٤۰ روز به‌عنوان روزهای رخداد رودخانه جوی مؤثر در بارش‌های شدید ایران شناسایی و محرز شدند (شکل ٢).

1. Integrated Vapor Transport



شکل ۲. نمونه‌ای از شناسایی یک رودخانه جوی از زمان تشکیل تا زمان اوج و سپس فروپاشی در فوریه ۲۰۱۷

مأخذ: یافته‌های پژوهش، ۱۴۰۰

در گام سوم، داده‌های مکانی فشار تراز دریا در ۹۴۰ روز مذکور، در محدوده جغرافیایی ۲۰ درجه غربی تا ۹۰ درجه طول شرقی و صفر تا ۸۰ درجه عرض شمالی، از فرمت nc به فرمت اکسل تبدیل شد و در ماتریسی به ابعاد ۹۴۰ در ۸۹۹۱ (۸۹۹۱ یاخته در ۹۴۰ روز) با آرایه S، به‌عنوان ورودی تحلیل مؤلفه‌های اصلی[1] (PCA) در نرم‌افزار متلب[2] قرار گرفت. سپس به روش چرخش واریماکس، داده‌ها به ۱۳ مؤلفه کاهش یافت و به‌عنوان داده‌های ورودی تحلیل خوشه‌ای[3] استفاده شد.

تحلیل خوشه‌ای با محاسبه فاصله اقلیدسی[4] (رابطه ۲) و روش گروه‌بندی سلسله‌مراتبی[5] وارد[6] (رابطه ۳) روی مؤلفه‌های اصلی اعمال شد (ویلکس، ۲۰۰۶، صص. ۵۵۰، ۵۵۳):

$$d_{i,j} = \left[\sum_{K=1}^{K} W_k \left(X_{i.k} - X_{j.k}\right)^2\right]^{1/2}$$ رابطهٔ (۲)

1. Principal Components Analysis (PCA)
2. MATLAB
3. Cluster Analysis
4. Euclidean Distance
5. Hierarchical Clustering
6. Ward

در این رابطه، $d_{i,j}$: فاصلهٔ اقلیدسی دو بردار، $X_{j,k}$ و $X_{i,k}$ با مشخصه سطر و ستون k ام، و W_k: ضریب وزنی متناسب با هر سطر و ستون است.

$$W = \sum_{G=1}^{G}\sum_{i=1}^{ng} \|x_i - \bar{x}_g\| = \sum_{G=1}^{G}\sum_{i=1}^{ng}\sum_{k=1}^{k}(x_{i,k} - \bar{x}_{j,k})^2$$ رابطهٔ (۳)

در این رابطه، W: مقدار واریانس وارد، g: مشخصه گروه، ng: بیانگر تعداد گروه، x_i: بیانگر i امین متغیر و $\bar{x}_g$: بیانگر میانگین متغیرهای گروه است.

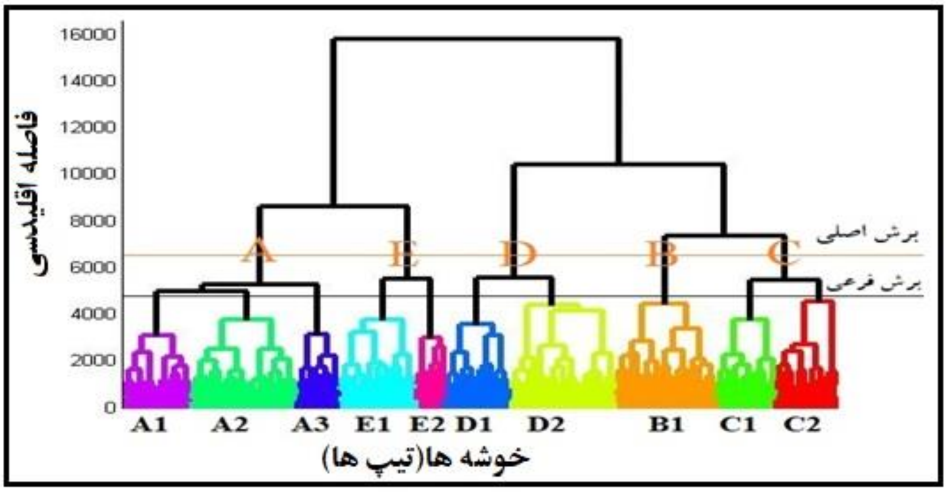
پس از تحلیل خوشه‌ای و استخراج خوشه‌ها، تیپ‌های گردشی تراز دریا در دسته‌های اصلی و فرعی به دست آمدند. سپس نقشه‌های میانگین الگوهای فشار تراز دریا، بارش، شار رطوبت و نیز نمودارهای فراوانی الگوها ترسیم شده و تحلیل و تفسیر شدند.

٤. یافته‌های تحقیق

٤. ١. خوشه‌بندی و تعیین تیپ‌های هوای تراز دریا

با اعمال تحلیل مؤلفه‌های اصلی روی مقادیر زیادی از داده‌های مکانی فشار تراز دریا، ۱۳ مؤلفه اصلی که ۹۰ درصد واریانس داده‌ها را توجیه کردند، به دست آمد و مبنای تحلیل خوشه‌ای و طبقه‌بندی تیپ‌های هوا در رخدادهای رودخانه‌های جوی مؤثر بر بارش‌های شدید ایران قرار گرفت که درنهاست، ۵ تیپ اصلی با در نظر گرفتن فاصله مناسب از سایر خوشه‌ها و ترسیم خط برش آن‌ها مشخص شد و هرکدام نیز به تیپ‌های فرعی تقسیم شد. درمجموع، ۱۰ تیپ برحسب ادغام گروه‌ها و فاصله مناسب و جدایی از سایر خوشه‌های با ترسیم خط برش فرعی و به‌صورت درخت خوشه‌بندی (دندروگرام[1]) به دست آمد (شکل ۲). پس از شناسایی خوشه‌ها به‌عنوان تیپ‌های هوا، مشخصات، فراوانی، شدت بارش و شار رطوبت تیپ‌ها مطابق جدول ۱ نمایان شد.

1. Dendrogram



شکل ۳. درخت خوشه‌بندی (دندروگرام) حاصل از تحلیل خوشه‌ای

مأخذ: یافته‌های پژوهش، ۱۴۰۰

جدول ۱. مشخصات تیپ‌های هوای شناسایی‌شده از خوشه‌بندی سلسله‌مراتبی داده‌های فشار تراز دریا

مأخذ: یافته‌های پژوهش، ۱۴۰۰

تیپ‌های اصلی	تیپ‌های فرعی	فراوانی مطلق	درصد فراوانی	میانگین بارش (میلی‌متر)	بیشینه بارش (میلی‌متر)	میانگین شار رطوبت (کیلوگرم بر متر بر ثانیه)	میانگین حداکثر شار رطوبت (کیلوگرم بر متر بر ثانیه)
A	A1	۸۸	۹,٤	۷,۳	٤۳	۲۰۷	٦۲۹
	A2	۱٤۲	۱٥,۱	٤,۸	۳۳	۱۲۷	٤۱۰
	A3	٥٥	٥,۹	۷,۲	٤۰	۱٤۰	٥٦٦
B	B1	۱۳۳	۱٤,۱	٥,٦	۳۹	۱۲۹	٤۳۹
C	C1	۷۹	۸,٤	٦,٦	۳۱	۱٦٤	۳۸۷
	C2	۷۹	۸,٤	۳,۹	۲٤	۱۱٦	۳٥۹
D	D1	۸٤	۸,۹	٦,۰	٥٦	۱٦٦	۳۸۹
	D2	۱٤۰	۱٤,۹	٥,٦	٤۱	۱۳۳	۳٤
E	E1	۱۰۱	۱۰,۷	۸,۷	٦٦	۱۸۷	٤۸۷
	E2	۳۹	٤,۱	٦,٤	۳۱	۱۰۱	۳۷٥

٤. ١. ١. تیپ‌های گروه A

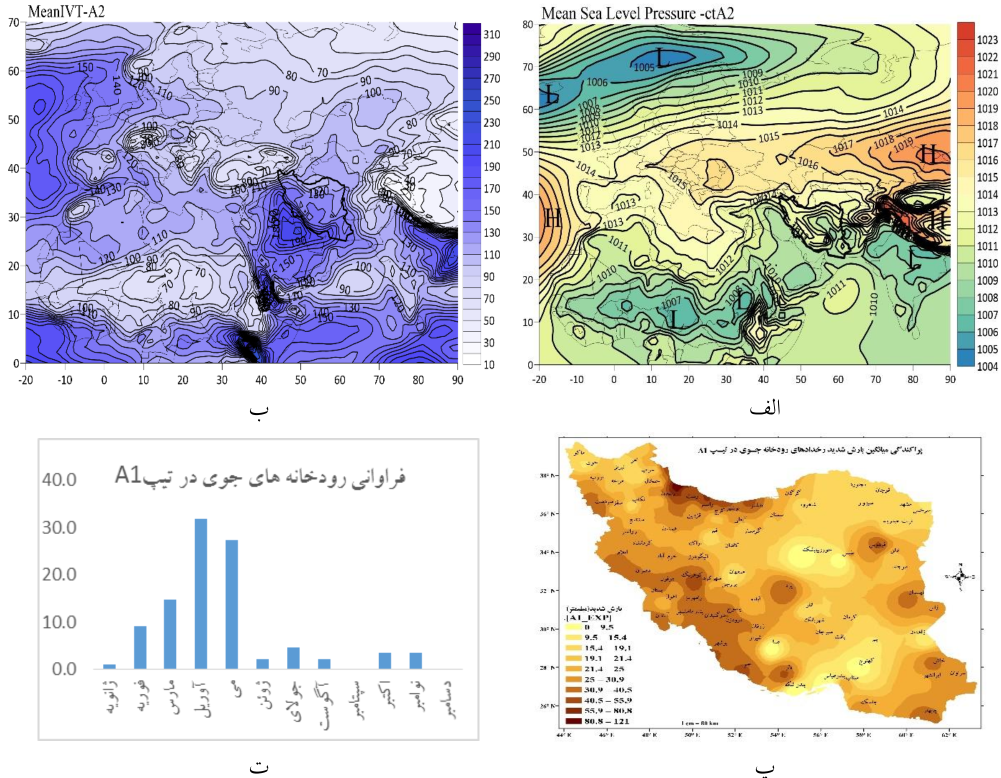
به‌طورکلی، تیپ‌های گروه A که ۳۰ درصد رخدادهای رودخانه‌های جوی را به خود اختصاص داده‌اند، به سه تیپ فرعی A1، A2 و A3 تقسیم شده‌اند و میانگین حداکثر شار رطوبت آن نیز در مقایسه با تیپ‌ها و گروه‌های دیگر بیشتر است (جدول ١). در این تیپ، بیشترین فراوانی فصلی و ماهانه رودخانه‌های جوی، به‌ترتیب به فصل بهار و ماه‌های مارس و آوریل مربوط است (بخش ت شکل‌های ٤، ۵ و ٦).

براساس نقشه‌های میانگین فشار تراز دریا در تیپ A1، کم‌فشار سودانی، فعال و نسبتاً قوی است و مرکز کمینه آن روی سودان مستقر است. مرکز کمینه دیگری نیز روی شبه‌جزیره عربستان قرار دارد و زبانه‌های آن از بخش‌های شمال شرقی کشور نیز گذشته است. مرکز بیشینه پرفشار شمال اروپا بر روی بخش‌های شمالی سوئد دیده می‌شود و زبانه‌های این پرفشار تا مرکز اروپا کشیده شده است. دو مرکز پرفشار دیگر، یکی در شرق اطلس و یکی روی فلات تبت به‌صورت قرینه در مناطق دوردست غرب و شرق ایران دیده می‌شود (شکل ٤ الف).

عمدتاً مناطق غربی و شمال غربی و شمال میانی کشور از شار رطوبت بیشتری در مقایسه با دیگر مناطق بهره‌مندند که رطوبت آن‌ها عمدتاً از اقیانوس اطلس و هند تأمین و در دریای مدیترانه و سرخ تقویت شده است (شکل ٤ ب)، اما مراکز بیشینه بارش این تیب بر شمال کشور و دامنه‌های غربی زاگرس متمرکز است (شکل ٤ پ).

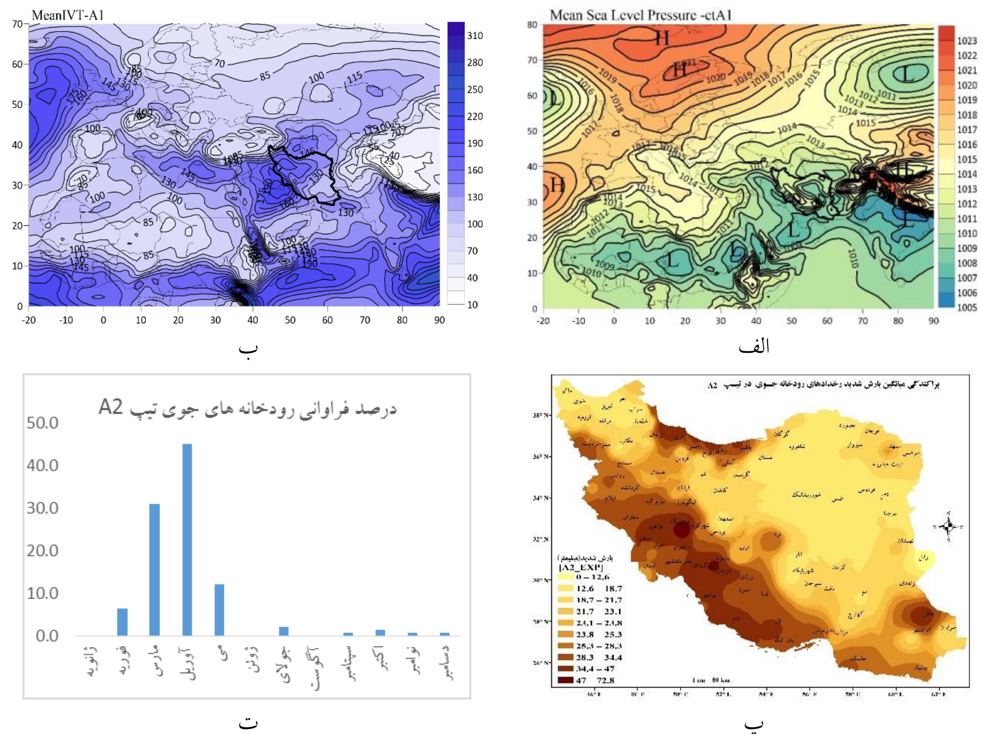
در تیپ فرعی A2، الگوی غالب فشار تراز دریا، کمربند پرفشاری چین تا اطلس (پرفشار آزور) و کمربند کم‌فشاری وسیعی همانند الگوی A1 از شمال غرب آفریقا تا ایران است (شکل ۵ الف). دو مسیر عمده انتقال رطوبت رودخانه‌های جوی این تیپ، با منشأ اقیانوس اطلس و اقیانوس هند هستند که با تقویت از روی دریاهای مدیترانه و سرخ، عمدتاً بخش‌های غربی و جنوبی کشور را تحت‌تأثیر قرار داده‌اند (شکل ۵ ب). پهنه وسیعی از غرب و جنوب غرب ایران و با هسته بیشنهٔ کوهرنگ و یاسوج از بارش‌های ناشی ازاین‌رودخانه‌های جوی متأثر شده‌اند. هسته بیشینه دیگری در مناطق خزری دیده می‌شود که به‌ظاهر تحت‌تأثیر

رطوبت خزری است و ارتباط کمتری با الگوی شار رطوبت داشته است (شکل ۵ پ). بیشـینهٔ فراوانی رودخانه‌های جوی این تیپ نیز در آوریل مشاهده می‌شود (شکل ۵ ت).



شکل ٤. تیپ A1. الف: نقشه پراکندگی میانگین فشار تراز دریا، ب: نقشه پراکندگی میانگین شار رطوبت رودخانه‌های جوی، پ: پراکندگی میانگین بارش شدید، ت: نمودار فراوانی ماهانه رودخانه‌های جوی

مأخذ: یافته‌های پژوهش، ۱٤۰۰



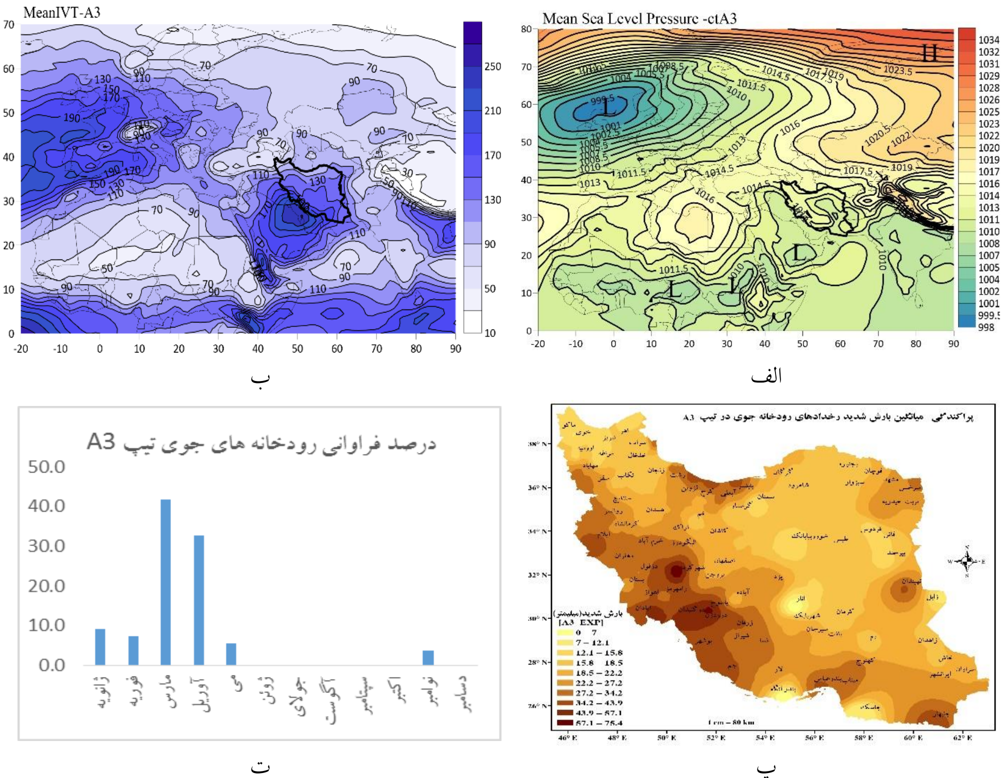
شکل ۵. تیپ A2. الف: نقشه پراکندگی میانگین فشار تراز دریا، ب: نقشه پراکندگی میانگین شار رطوبت رودخانه‌های جوی، پ: پراکندگی میانگین بارش شدید، ت: نمودار فراوانی ماهانه رودخانه‌های جوی

مأخذ: یافته‌های پژوهش، ۱۴۰۰

در تیپ A3، برعکس دو تیپ قبل، از تعدد پرفشارها کاسته می‌شود و عمدتاً منطقه تحت سیطره کم‌فشارها است؛ به‌طوری‌که کم‌فشاری قوی با مرکزیت دریای شمال، بخش‌های وسیعی از اروپا را احاطه کرده است. در بخش‌های جنوبی منطقه مطالعه‌شده، دو کم‌فشار با مرکزیت سودان و نواحی مرکزی آفریقا دیده می‌شود که بر ایران نیز تأثیر گذاشته است (شکل ٦ الف).

الگوی شار رطوبتی نشان‌دهندهٔ تأثیر شار رطوبت دریای سرخ و نفوذ آن به پهنهٔ وسیعی از است که با جهت‌گیری جنوب غربی–شمال شرقی وارد ایران شده است؛ البته تقویت آن به‌واسطه شار رطوبت از اقیانوس اطلس را نباید نادیده گرفت (شکل ٦ ب). همین امر سبب می‌شود تا بارش‌های شدید عمدتاً در نواحی جنوب غربی کشور (با بیشینه شهرکرد و یاسوج)

مشاهده شود (شکل ٦ پ). برخلاف تیپ‌های A1 و A2، فراوانی رودخانه‌های جوی در این تیپ در ماه مارس به حداکثر خود رسیده و پس از آن ماه آوریل بیشترین فراوانی را به خود اختصاص داده است (شکل ٦ ت).



شکل ٦. تیپ A3. الف: نقشه پراکندگی میانگین فشار تراز دریا، ب: نقشه پراکندگی میانگین شار رطوبت رودخانه‌های جوی، پ: پراکندگی میانگین بارش شدید، ت: نمودار فراوانی ماهانه رودخانه‌های جوی

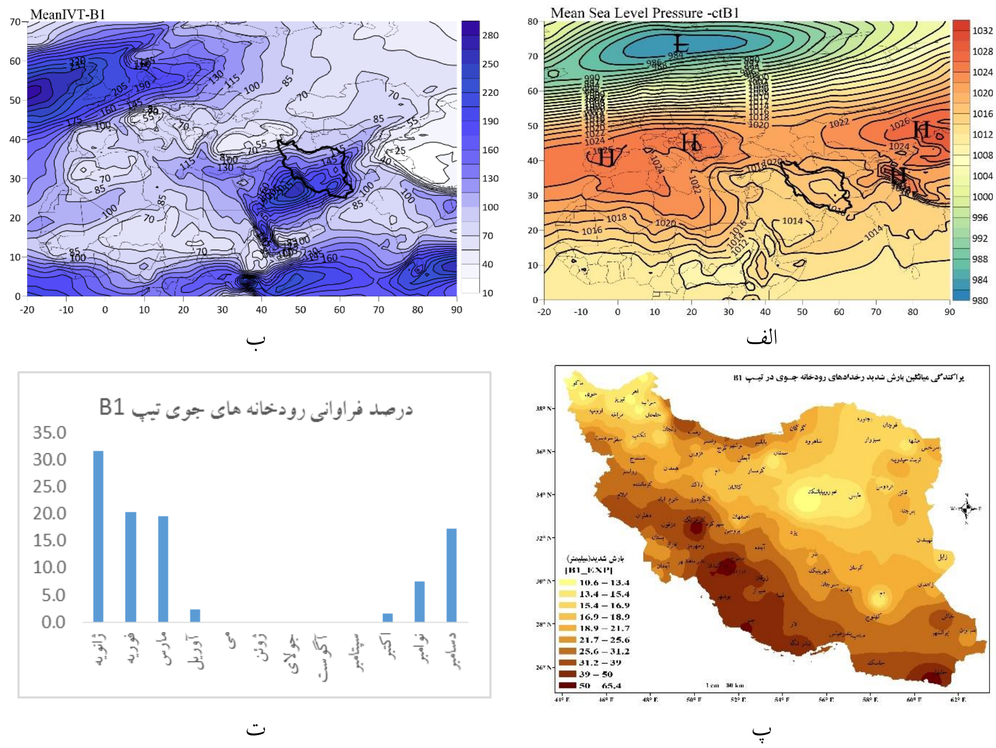
مأخذ: یافته‌های پژوهش، ۱٤۰۰

٤. ١. ٢. تیپ گروه B

در گروه B تیپ‌های هوا، فقط یک تیپ فرعی وجود دارد که با ۱۳۳ رخداد رودخانه جوی، ١٤ درصد رخدادها را به خود اختصاص داده است (جدول ۱). میانگین فشار تراز دریا در این تیپ نشان‌دهندهٔ وجود یک کمربند پرفشاری از چین تا نیمه شمالی ایران و سرتاسر

اروپاست است که مانع ورود سامانه‌های عرض‌های شمالی به منطقه می‌شود (شکل ۷ الف). همین امر موجب انتقال رطوبت از دریاها و منابع رطوبت عرض‌های جنوبی (دریای سرخ، دریای عرب و خلیج عدن) شده و سهم اقیانوس اطلس و دریای مدیترانه در مقایسه با تیپ‌های گروه A کاهش یافته است (شکل ۷ ب)؛ ازاین‌رو نقشه میانگین بارش کلی نیز نشان‌دهندهٔ تأثیر بیشتر شار رطوبت بر بارش‌های شدید نیمه جنوبی ایران به‌ویژه جنوب غرب و دامنه‌های غربی زاگرس است (شکل ۷ پ).

این تیپ بیشتر یک تیپ زمستانی است که در ماه‌های سرد فراوانی و شدت خود را بیشتر نشان می‌دهد و فراوانی بیشتر آن در ماه ژانویه است و از آوریل نزول می‌کند و تا ماه نوامبر نیز تقریباً رخدادی مشاهده نمی‌شود (شکل ۷ ت).



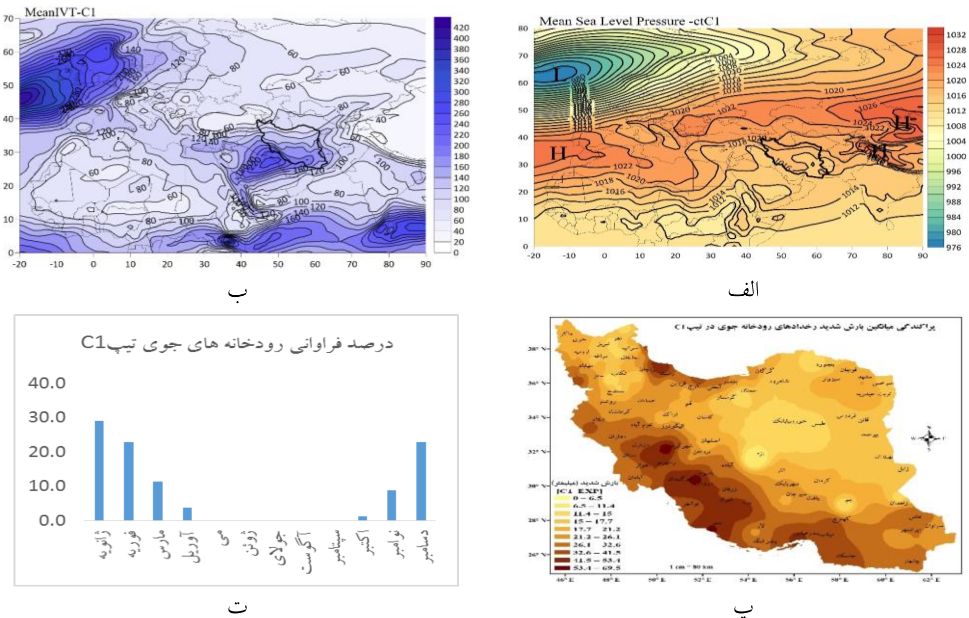
شکل ۷. تیپ B1. الف: نقشه پراکندگی میانگین فشار تراز دریا، ب: نقشه پراکندگی میانگین شار رطوبت رودخانه‌های جوی، پ: پراکندگی میانگین بارش شدید، ت: نمودار فراوانی ماهانه رودخانه‌های جوی

مأخذ: یافته‌های پژوهش، ۱۴۰۰

٤. ١. ٣. تیپ‌های گروه C

این گروه به دو تیپ فرعی C1 و C2 تقسیم شدند که تقریباً ۱۷ درصد رخدادهای رودخانه‌های جوی را به خود اختصاص داده‌اند (جدول ۱) و همانند تیپ B ازجمله تیپ‌های زمستانی‌اند که در ماه‌های ژانویه و فوریه بیشترین فراوانی را دارند (شکل ۸ و ۹ ت).

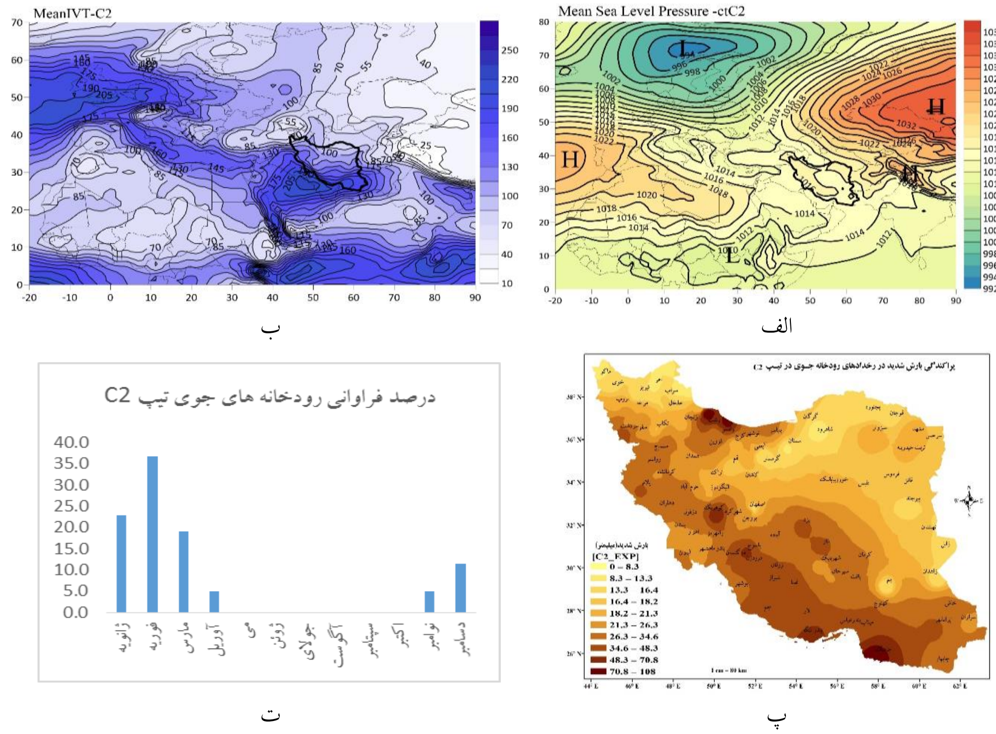
در تیپ فرعی C1، میانگین فشار تراز دریا نشان‌دهندهٔ حاکمیت شدید کمربند پرفشاری است که از اروپا تا روسیه و چین را فراگرفته و تا نیمه شمالی ایران و شمال آفریقا نیز امتداد یافته است (شکل ۸ الف)، همین امر موجب شده است تا میانگین شار رطوبت کلی این تیپ در مقایسه با دیگر تیپ‌ها نسبتاً ضعیف‌تر باشد؛ با وجود این، از دو مسیر اطلس–مدیترانه–ایران (ضعیف‌تر) و اقیانوس هند–دریای سرخ– ایران (قوی‌تر) انتقال رطوبت صورت گرفته است که تأثیر آن عمدتاً بر بخش‌های جنوبی کشور است (شکل ۸ ب) که تأثیر خود را بر بارش‌های جنوب و به‌ویژه جنوب غربی کشور نمایان کرده است (شکل ۸ پ).



شکل ۸. تیپ C1. الف: نقشه پراکندگی میانگین فشار تراز دریا، ب: نقشه پراکندگی میانگین شار رطوبت رودخانه‌های جوی، پ: پراکندگی میانگین بارش شدید، ت: نمودار فراوانی ماهانه رودخانه‌های جوی

مأخذ: یافته‌های پژوهش، ١٤٠٠

در تیپ فرعی C2 مرکز کم‌فشار ایسلند روی شمال اروپا مستقر شـده و زبانـه‌هـای آن در جهت نصف‌النهاری تا جنوب اروپا و شمال خاورمیانه کشیده شده است. زبانه‌هـای دو مرکـز پرفشار واقع در تیپ فرعی C1، عقب‌نشینی کرده است که همین موضوع سبب نفوذ زبانه‌های کم‌فشار شمال اروپا تا شمال غرب ایران شده است. وجود مرکز کم‌فشار شمال اروپا و پرفشار شرق اطلس باعث انتقال رطوبت اطلس شمالی به سـمت دریـای مدیترانـه شـده و چـرخش ساعت‌گرد پرفشار واقع در چین و تبت سبب نفوذ رطوبـت شـمال اقیـانوس هنـد بـه سـمت دریای سرخ و سپس ایران شده است. این مکانیسم موجب انتقال رطوبت به نیمه جنوبی ایران و ریزش بارش‌های شدید در این نواحی به‌ویژه سواحل شمالی خلیج‌فارس شده است (شـکل ۹ الف، ب و پ).



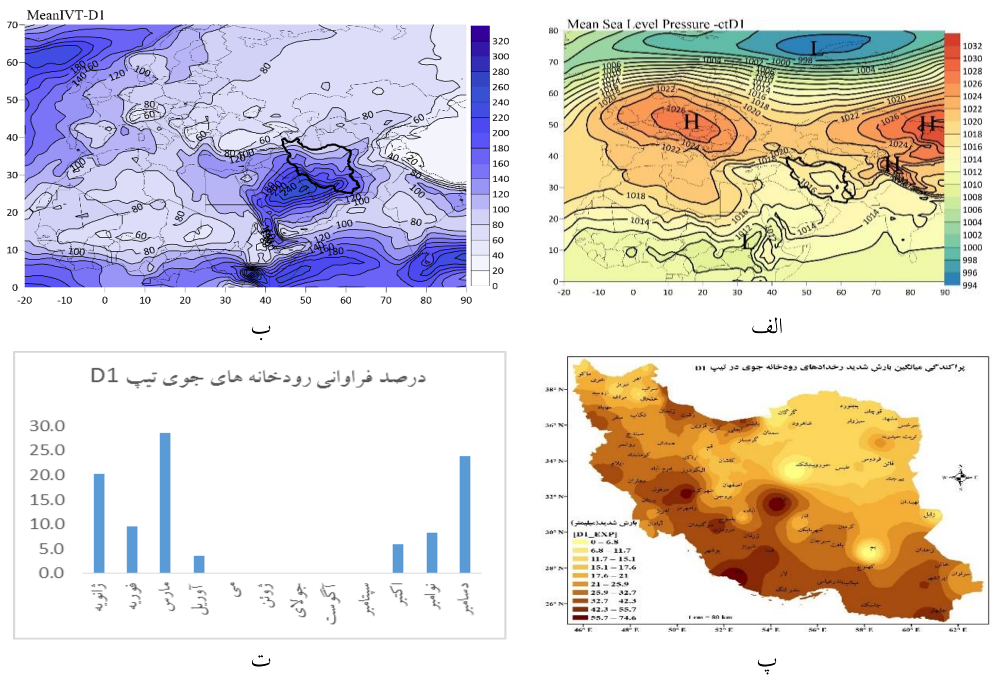
شکل ۹. تیپ C2. الف: نقشه پراکندگی میانگین فشار تراز دریا، ب: نقشه پراکندگی میانگین شار رطوبت رودخانه‌های جوی، پ: پراکندگی میانگین بارش شدید، ت: نمودار فراوانی ماهانه رودخانه‌های جوی

مأخذ: یافته‌های پژوهش، ۱۴۰۰

٤. ١. ٤. تیپ‌های گروه D

با ٢٢٤ رخداد رودخانه جوی، ٢٤ درصد رخدادها در این گروه قرار دارند (جدول ١) کـه شامل تیپ‌های فرعی D1 و D2 است. قوی‌تر بودن کم‌فشار سودانی در مقایسه بـا سـه تیـپ فرعی قبل و فراوانی بیشتر رخدادها در ماه‌های مارس و دسامبر از ویژگی‌های بارز و مشـترک تیپ‌های این گروه است. تیپ‌های این گروه نیز بیشتر در ماه‌های سرد رخ می‌دهند.

جابه‌جایی کمربند پرفشاری سیبری-شمال اروپا به عرض‌های شـمالی سـبب نفـوذ بیشـتر کم‌فشار سودانی به خاورمیانه و ایران شده است (شکل ١٠ الف). این مکانیسم شرایط گسـیل شار رطوبت را از اقیانوس هند و به‌ویژه دریای سرخ و خلیج عدن به نیمه جنوبی ایران فراهم کرده (شکل ١٠ ب) و تأثیر خود را بر بارش‌هـای جنـوبی و مرکـزی کشـور (تـا اصـفهان) و دامنه‌های غربی زاگرس گذاشته است (شکل ١٠ پ).

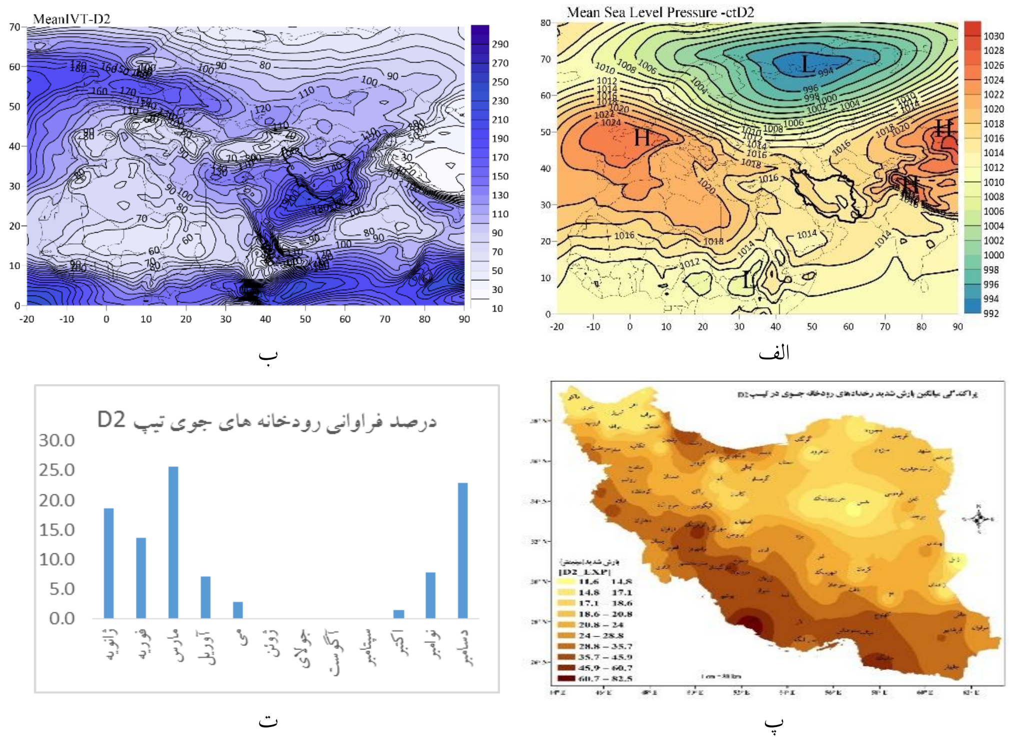


شکل ١٠. تیپ D1. الف: نقشه پراکندگی میانگین فشار تراز دریا، ب: نقشه پراکندگی میانگین شار رطوبت رودخانه‌های جوی، پ: پراکندگی میانگین بارش شدید، ت: نمودار فراوانی ماهانه رودخانه‌های جوی

مأخذ: یافته‌های پژوهش، ١٤٠٠

غلبهٔ فراوانی رخدادهای رودخانه‌های جوی این تیپ و تیپ D2 با ماه‌های سرد سال است که در ماه‌های دسامبر، ژانویه و مارس شدت یافته و در ماه مارس به حداکثر خود رسیده است (شکل ۱۰ ت و شکل ۱۱ ت).

در تیپ D2، سامانه‌های پرفشاری سیبری و شمال اروپا اندکی به عرض‌های پایین جابه‌جا شده و متعاقب آن تاوهٔ قطبی نیز همراه با آن‌ها جابه‌جایی مکانی داشته است (شکل ۱۱ الـف). این جابه‌جایی شرایط را برای انتقال رطوبت اطلس شمالی به سمت فلات آناتولی و خاورمیانه و حتی ایران فراهم کرده است. از سوی دیگر، کم‌فشار سودان نیز باعث جذب رطوبت شـمال اقیانوس هند و انتقال آن به‌سوی ایران شده است (شکل ۱۱ ب).



شکل ۱۱. تیپ D2. الف: نقشه پراکندگی میانگین فشار تراز دریا، ب: نقشه پراکندگی میانگین شار رطوبت رودخانه‌های جوی، پ: پراکندگی میانگین بارش شدید، ت: نمودار فراوانی ماهانه رودخانه‌های جوی

مأخذ: یافته‌های پژوهش، ۱۴۰۰

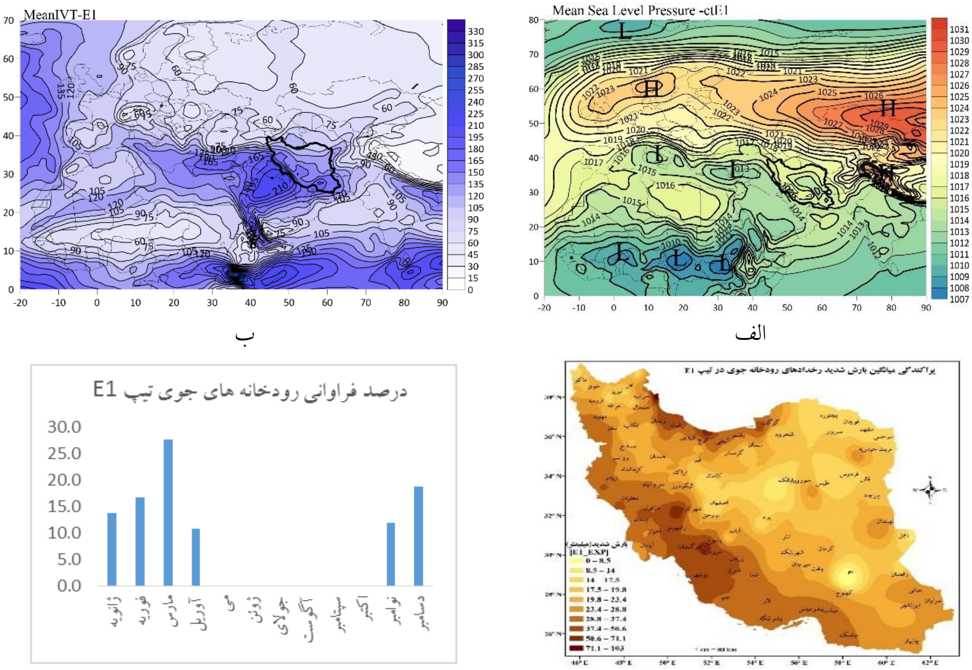
جهت جنوب غربی-شمال شرقی رودخانه‌های جوی این تیپ حکایت از تـأثیر همگرایـی دریای سرخ در انتقال رطوبت و تأثیر آن بـر بارش‌هـای جنـوب و جنـوب غـرب ایـران دارد (شکل ۱۱ پ).

٤. ١. ٥. تیپ‌های گروه E

تیپ‌های E1 و E2 که درمجموع با ۱٤۰ رخداد، ۱۵ درصد رخدادهای رودخانه‌های جوی را تشکیل می‌دهند (جدول ۱)، عمدتاً در ماه‌های سـرد سـال بـه‌ویژه در فوریـه و مـارس رخ می‌دهند (شکل ۱۲ و ۱۳ ت). مشخصه بارز این گروه از تیپ‌ها استقرار پرفشار قوی سیبری و کم‌فشار قوی و نسبتاً قوی سودانی است که در هر دو تیپ به‌وضوح مشخص است (۱۲ الـف و ۱۳ الف).

در تیپ E1، ایران در سیطره نسبی کم‌فشارهاسـت و شـیب تغییـرات فشـار شـکل‌گرفتـه به‌واسطهٔ وجود کمربند پرفشاری عرض‌های (شکل ۱۲ الف)، باعث انتقال رطوبـت از اطلـس جنوبی و اقیانوس هند به سمت ایران شده است که از طریق دریای مدیترانـه و دریـای سـرخ تقویت شده باعث انتقال رطوبت در بخش‌های غربی و جنوبی ایران شده است. هسته بیشـینه آن نیز در جنوب غرب ایران قرار دارد (شکل ۱۲ ب) و با وضعیت بارش‌هـای ایـن تیـپ کـه عمدتاً در جنوب غرب به حداکثر رسیده است، مطابقت دارد (شکل ۱۲ پ).

در تیپ E2، پرفشار سیبری سراسر روسیه و شرق تا مرکز اروپا را فراگرفته است. کم‌فشار سودانی نیز با گسترش جنوب غربی-شمال شرقی بخش‌هـای زیـادی از آفریقـا و خاورمیانـه ازجمله ایران را دربرگرفته و شیب فشاری قوی را در تقابل با پرفشار سیبری به وجـود آورده است (شکل ۱۳ الف). این مکانیسم سبب انتقال رطوبت از اقیانوس اطلس، دریـای مدیترانـه، دریای سرخ، خلیج عدن و همچنین شمال اقیانوس هند به سمت ایران به‌ویژه نیمهٔ غربی شده (شکل ۱۳ ب) و بارش‌های شدیدی را با هسته‌های بیشینه در جنوب غرب کشور موجب شده است (شکل ۱۳ پ).

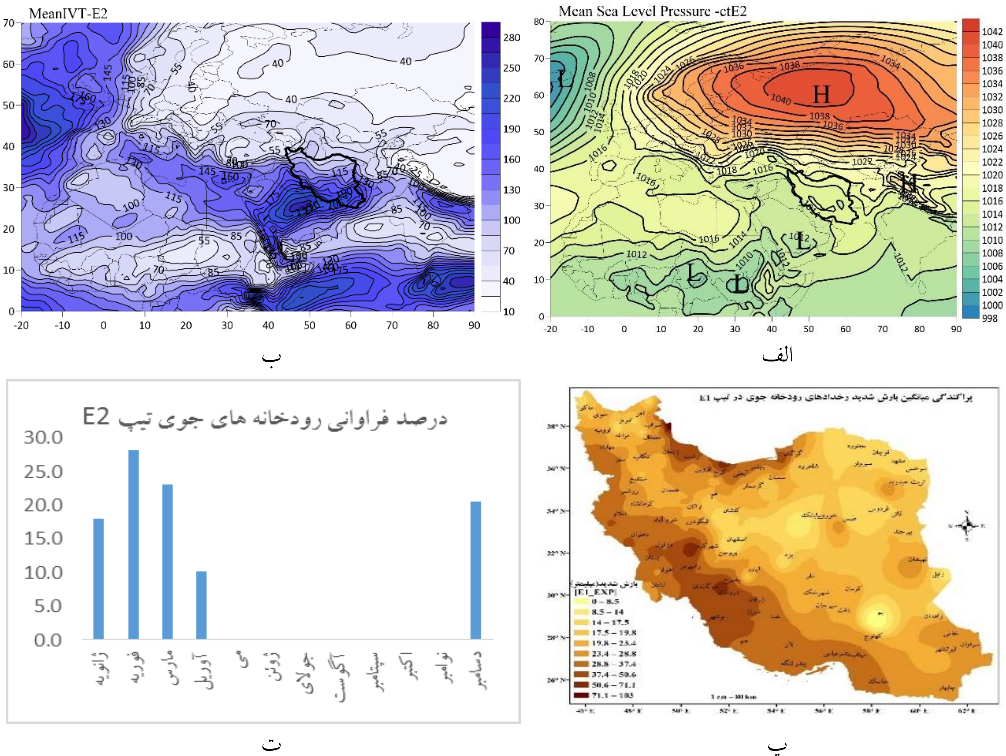


شکل ۱۲. تیپ E1. الف: نقشه پراکندگی میانگین فشار تراز دریا، ب: نقشه پراکندگی میانگین شار رطوبت رودخانه‌های جوی، پ: پراکندگی میانگین بارش شدید، ت: نمودار فراوانی ماهانه رودخانه‌های جوی

مأخذ: یافته‌های پژوهش، ۱۴۰۰

۵. نتیجه‌گیری و پیشنهادها

بررسی نقشه‌های شار بخار آب و شناسایی رودخانه‌های جوی در ارتباط با الگوهای تراز سطح دریا نشان داد، رودخانه‌های جوی مسبب بارندگی‌های شدید ایران، عمدتاً در حضور پرفشار سیبری و تبت و پرفشار اروپا و آزور در کنار کم‌فشار سودانی شکل گرفته‌اند که در این بین، تأثیر کم‌فشار سودانی در اثرگذاری بر وقوع رودخانه‌های جوی مضاعف است. در صورت تقویت و گسترش کم‌فشارهای جنوبی با مرکزیت سودان و عربستان، ایران در پوشش کامل زبانه‌های آن‌ها قرار می‌گیرد و انتقال رطوبت از اقیانوس اطلس با تقویت روی دریای مدیترانه صورت می‌گیرد.



شکل ۱۳. تیپ E2. الف: نقشه پراکندگی میانگین فشار تراز دریا، ب: نقشه پراکندگی میانگین شار رطوبت رودخانه‌های جوی، پ: پراکندگی میانگین بارش شدید، ت: نمودار فراوانی ماهانه رودخانه‌های جوی

مأخذ: یافته‌های پژوهش، ۱٤۰۰

نتایج نشان داد، هرگاه کم‌فشار ایسلند در شمال غربی اروپا و کم‌فشار سودانی در جنوب قرار گیرد، رطوبت رودخانه‌های جوی از دو منبع رطوبتی اقیانوس اطلس شمالی و پهنه شمالی اقیانوس هند تأمین می‌شود که می‌توان تأثیر همگرایی دریای سرخ را به‌وضوح مشاهده کرد. در شرایط تقویت پرفشارهای تبت و آزور و گسترش آن‌ها در جهت مداری در عرض‌های میانی منطقه مطالعه‌شده و وجود کم‌فشارهای عرض‌های پایین، رطوبت رودخانه‌های جوی عمدتاً از منشأ اطلس شمالی و تاحدودی از پهنه‌های آبی دریای سرخ و خلیج عدن تأمین می‌شود.

هرگاه دو هسته پرفشار قوی در شمال شرق و شمال غرب ایران در وضعیتی باشند که تاوه قطبی در بین آن‌ها قرار گیرد و در شرایط ضعف این دو پرفشار حتی گسترش نصف‌النهاری داشته باشد، می‌تواند در تشکیل رودخانه‌های جوی و بارش‌های شدید ایران مؤثر باشد. این یافته با نتایج پژوهش عزیزی و علیزاده (۱۳۹۲) در زمینه الگوهای گردشی فشار تراز دریا در وقوع بارش‌های سنگین ایران مطابقت دارد.

۱۵ درصد از رودخانه‌های جوی در شرایطی شکل گرفته‌اند که پرفشار سیبری تا غرب اروپا پیشروی کرده است و در نیمه جنوبی نیز کم‌فشارهایی با مرکزیت سودان و عربستان قرار دارند که باعث نفوذ رطوبت از اطلس شمالی و بخش‌های شمالی اقیانوس هند به ایران می‌شوند. استقرار یک کم‌فشار قوی در شمال غرب اروپا و یک پرفشار قوی در جنوب غرب اروپا باعث انتقال رطوبت بیشتری از اطلس شمالی در جهت شمال غربی به جنوب شرقی روی مدیترانه و ایران می‌شود. هرگاه عرض‌های میانی در سیطره پرفشارها باشد و به‌خصوص یک پرفشار قوی در جنوب غرب اروپا باشد، انتقال رطوبت از اطلس شمالی به سمت مدیترانه و ایران قطع و یا بسیار ضعیف می‌شود. در مواقعی که در جنوب غرب اروپا پرفشاری مستقر نباشد و عرض‌های جنوبی در سیطره کم‌فشارها به‌ویژه کم‌فشار سودانی باشد، انتقال رطوبت قوی‌تری از منشأ اقیانوس اطلس و شمال اقیانوس هند صورت می‌گیرد.

به‌طورکلی، گسترش پرفشارهای تبت و سیبری در شرق و پرفشار اروپا و آزور در غرب، کم‌فشارهای قوی عرض‌های بالایی همچون تاوهٔ قطبی و کم‌فشار ایسلند در شمال و کم‌فشارهای عرض‌های پایینی همچون سودانی، وجه مشترک تمامی تیپ‌های گردشی است و نفوذ رطوبت نیز عمدتاً از دو منشأ اطلس شمالی و بخش شمالی اقیانوس هند نمایان‌تر است که باعث تأمین و تقویت رطوبت رودخانه‌های جوی می‌شود. این رطوبت عمدتاً سبب ریزش بارش‌های شدید در دامنه‌های غربی زاگرس و جنوب غرب ایران می‌شود؛ البته تأثیر رشته‌کوه زاگرس را که عمود بر جهت عبور رودخانه‌های جوی است، نباید در توزیع بارش‌های شدید این منطقه نادیده گرفت.

کتابنامه

١. بلیانی، س. و سلیقه، م. (١٣٩٥). تحلیل و استخراج الگوهای جوی منجر به بارش‌های سنگین روزانه منطقه شمالی خلیج‌فارس (موردمطالعه: حوضه‌های آبریز حله و منذ). *نشریه تحلیل فضایی مخاطرات محیطی*، ٣(٢)، ٧٨-٩٨.

٢. جهانبخش اصل، س.، و ذوالفقاری، ح. (١٣٨١). بررسی الگوهای سینوپتیک بارش‌های روزانه در غرب ایران. *فصلنامه تحقیقات جغرافیایی*، *١٦-١٧*(١-٤)، ٢٣٤-٢٥٨.

٣. سلیمی، س؛ سلیقه، م. (١٣٩٥). تأثیر رودخانه‌های اتمسفری (ARS) بر آب‌وهوای ایران. *پژوهش‌های جغرافیای طبیعی*، *٤٨*(٢)، ٢٤٧-٢٦٤.

٤. شادمانی، ن. (١٣٩٥). *بررسی وجود و نقش رودخانه‌های جوی در ایجاد بارش‌های سیل‌آسا در غرب و جنوب کشور (مطالعه موردی: سیل‌های ٩ و ٢١ آبان ١٣٩٤)* (پایان‌نامه منتشرنشده کارشناسی‌ارشد مهندسی آب)، دانشگاه شهرکرد، ایران.

٥. عزیزی، ق و علیزاده، ت.(١٣٩٣). ارتباط بین تیپ الگوهای گردشی تراز دریا، با بارش‌های فراگیر در ایران، *پژوهش‌های جغرافیای طبیعی*، ٤٦(٣)، ٢٩٧-٣١٠.

٦. عزیزی، ق.، و علیزاده، ت. (١٣٩٢). طبقه‌بندی همدید الگوهای گردشی مؤثر بر آب‌وهوای ایران در تراز دریا، *مجله جغرافی و برنامه‌ریزی محیطی*، *٢٤*(٢)، ٢٣-٣٨.

٧. عساکره، ح.، خوش‌رفتار، ر.، و ستوده، ف. (١٣٩١)،. تحلیل بر بارش‌های روزانه سپتامبردر ارتباط با الگوهای همدید استان گیلان. *پژوهش‌های جغرافیای طبیعی*، *٤٤*(٢)، ٥١-٦٦.

٨. قادری، ح.، و علیجانی، ب. (١٣٨٩). تحلیل سینوپتیکی بارش‌های شدید لارستان. *فصلنامه جغرافیای طبیعی*، ٣(٨)، ٣٦-١٧.

٩. لشکری، ح. (١٣٨١). مسیریابی سامانه کم‌فشار، سودانی ورودی به ایران. *مدرس*، ٦(٢)، ١٣٣-١٥٦.

١٠. محمدی، ب.، قلی‌زاده، م.، و زارعی، ش. (١٣٩٣). شناخت الگوهای همدید بارش‌های یک روزه در استان کردستان. *نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی*، *١٤*(٣٥)، ٧-٢٧.

١١. محمدی ب.، و مسعودیان ا. (١٣٨٩). تحلیل همدید بارش‌های سنگین در ایران. مجله جغرافیا و توسعه، *٨*(١٩)، ٤٧-٧٠.

١٢. مفیدی، ع. (١٣٨٣). اقلیم شناسی سینوپتیکی بارش‌های سیل زا با منشأ مرکز همگرایی دریای سرخ در خاورمیانه. *فصلنامهٔ تحقیقات جغرافیایی*، *١٩*(٧٥)، ٧١-٩٣.

۱۳. مفیدی، ع. (۱۳۸٤). بررسی سینوپتیکی تأثیر سامانهٔ کم‌فشار سودانی در وقوع بارش‌های سیل زا در ایران. *فصلنامهٔ تحقیقات جغرافیایی*، ۲۰ (۷۷)، ۱۱۳-۱۳٦.

۱٤. مفیدی، ع.، زرین، آ.، و جانباز قبادی، غ. (۱۳۸٦). تعیین الگوی همدیدی بارش‌های شدید و حدی پاییزه در سواحل جنوبی دریای خزر. *مجله زمین و فضا*، ۳۳(۳)، ۱۳۱-۱٥٤.

۱٥. یارنال، برنت. (۱۳۸٥). *اقلیم‌شناسی همدید و کاربرد آن در مطالعات محیطی* (س. ا. مسعودیان، مترجم) (چاپ اول). اصفهان: انتشارات دانشگاه اصفهان.

16. Akbary, M., Salimi, S., Hosseini, S .A., & Hosseini, M. (2019). Spatio-temporal changes of atmospheric rivers in the Middle East and North Africa region. *International Journal of Climatology*, *2019*,1–11.
17. Cordeira, J.,M., Stock. J., Dettinger, M. D., Young, A. M., Kalansky, J. F., & Ralph, F. M. (2019). A 142-year climatology of Northern California landslides and atmospheric rivers. *American Meteorological Society*, *100*(8), 1499-1509.
18. Corte-Real. J., Quian, B., & Xu, H. (1999). Circulation patterns daily precipitation in Portugal and implications for climate change simulated by the second Hadley Centre GCM. *Climatic Dynamics*, *15*, 921-935.
19. Cortesi, N., Gonzalez-Hidalgo, J. C., Ricardo M. Trigo, B., Alexandre, M., & Ramos, B. (2014). Weather types and spatial variability of precipitation in the Iberian Peninsula. *International Journal of Climatology*, *34*, 2661–2677.
20. Dettinger, M. D., Ralph, F. M., Das, T., Neiman, P. J., & Cayan, D. R. (2011). Atmospheric rivers, floods, and the water resources of California. *Water*, *3*, 445–478.
21. Eiras-Barca, J., Brands, S., & Miguez-Macho, G. (2016). Seasonal variations in North Atlantic atmospheric river activity and associations with anomalous precipitation over the Iberian Atlantic Margin. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *121*, 931–948.
22. Eiras-Barca, J., Ramos, A. M., Pinto, J. G., Trigo, R. M., Liberato, M. L. R., & Miguez-Macho, G. (2018). The concurrence of atmospheric rivers and explosive cyclogenesis in the North Atlantic and North Pacific basins. *Earth System Dynamics*, *9*(1), 91–102.
23. Gimeno, L., Nieto, R., Vázquez, M., & Lavers, D. A. (2014). Atmospheric rivers:Amini-review. *Frontiers in Earth Science*, *2*(2), 1-6.
24. Guan, B., & Waliser, D. E. (2015). Detection of atmospheric rivers: Evaluation and application of an algorithm for global studies. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *120*, 12514–12535.
25. Kutiel, H., & Paz, S. (1998). Sea level pressure departures in the mediterranean and their relationship with monthly rainfall conditions in Israel. *Theoretical and Applied Climatology*, *60*, 93–109.

26. Lamb, H. H. (1955). Two-way relationship between the snow or ice limit and 1000–500 mb thicknesses in the overlying atmosphere. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *348*, 172–189.
27. Lamjiri, M. A., Dettinger, M. D., Ralph, F. M., & Guan, B. (2017). Hourly storm characteristics along the U.S. West Coast: Role of atmospheric rivers in extreme precipitation. *Geophysical Research Letters*, *44*, 7020–7028.
28. Lavers, D. A., & Villarini, G. (2013). The nexus between atmospheric rivers and extreme precipitation across Europe. *Geophysical Research Letters*, *40*, 3259–3264.
29. Lorenzo M. N., Taboadab, J. J., & Gimenoa, L. (2008). Links between circulation weather types and teleconnection patterns and their influence on precipitation patterns in Galicia (NW Spain). *International Journal of Climatology*, *28*, 1493–1505.
30. Lund, I. A. (1963). Map-pattern classification by statistical methods. *Journal of Applied Meteorology*, *2*, 56–65.
31. Mahoney, K., Jackson, D., Neiman, P., Hughes, M., Darby, L., Wick, G., …, & Cifelli, R. (2016). Understanding the role of atmospheric rivers in heavy precipitation in the southeast United States. *Monthly Weather Review*, *144*(4), 1617–1632.
32. Nayak, M. A., & Villarini, G. (2017). A long-term perspective of the hydroclimatological impacts of atmospheric rivers over the central United States. *Water Resources Research*, *53*(2), 1144–1166.
33. Neiman, P. J., Schick, L. J., Ralph, F., Hughes, M., & Wick, G. (2011) Flooding in western Washington: The connection to atmospheric rivers. *Journal of Hydrometeorology*, *12*, 1337–1358.
34. Ralph, F. M., & Dettinger, M. D. (2012). Historical and national perspectives on extreme west coast precipitation associated with atmospheric rivers during December 2010. *Bulletin of American* Meteorological Society, *93*, 783–790,
35. Ralph, F. M., Dettinger, M. D., Lavers, D., Gorodetskaya, I. V., Martin, A., Viale, M., …, & Cordeira, J. (2017). Atmospheric rivers emerge as a global science and applications focus. *Bulletin of American* Meteorological Society, *98*(9), 1969–1973.
36. Ralph, F. M., Dettinger, M., Cordeira, J. M., Rutz, J. J., Schick, L., Anderson, M., …, & Reynolds, D. (2019). A scale to characterize the strength and impacts of atmospheric rivers. *Bulletin of American* Meteorological Society, *100*(2), 269-289.
37. Ralph, F. M., Neiman, P. J., & Wick, G. A. (2004). Satellite and CALJET aircraft observations of atmospheric rivers over the eastern North Pacific Ocean during the winter of 1997/98. *Monthly Weather Review*, *132*, 1721–1745.
38. Ralph, F. M., Wick, G. A., Gutman, S. I., Dettinger, M. D., Cayan, D. R., & and White, A. B. (2006). Flooding on California’s Russian river: Role of atmospheric rivers. *Geophysical Research Letters*, *33*, L13801.

39. Ward, J. H. (1963). Hierarchical grouping to optimize an objective function. *Journal of the American Statistical Association*, *58*, 236–244.
40. Wilks, D. S. (2006). *Statistical methods in the atmospheric sciences* (2^{nd} ed.). Cambridge: Academic Press Elsevier.
41. Zhu, Y., & Newell, R. E. (1998). A proposed algorithm for moisture fluxes from atmospheric rivers. *Monthly Weather Review*, *126*, 725–735/
42. Zhu, Y., Newell, R. E. (1994). Atmospheric rivers and bombs. *Geophysical Research Letters*, *21*(18), 1999–2002.